

ПЕТРОГРАФИЯ

С. И. Баласанян

## Шаровые габбро Геджалинского хребта в Армении

В центральной части Армении, у подножья юго-западного склона Геджалинского хребта, обнажается небольшой интрузив, основного состава, занимающий площадь 0,7 кв. км. Впервые этот интрузив и подчиненные им шаровые габбро описаны В. Н. Котляром [2, 3], а затем и Г. П. Багдасаряном [1].

Интрузив прорывает нижние горизонты вулканической толщи среднего воцена, чем и определяется его после-среднеэоценовый возраст. Конфигурация его почти изометричная с небольшими выступами и вогнутостями. Интрузив в южной и западной частях контактирует с порфирировыми туфами и туффитами. Восточные и северные контакты интрузива с Геджалинскими гранитоидными породами скрыты под наносами. Однако местами отмечается контактовое воздействие гранитоидного интрузива на основные породы.

Доступные наблюдению контакты интрузива с прорываемыми им породами являются пирогенными, резкими, изменчивыми и извилистыми, осложняющими его конфигурацию. Интрузив местами прорывает апофизы гранитоидных пород, чем и устанавливается его более раннее внедрение. При этом апофизы и контактирующие с ними породы в той или иной мере гидротермально изменены. В строении рассматриваемого интрузива принимают участие крупнокристаллические габбро-пироксениты, мелкозернистые, полосатые и шаровые габбро. Внутри интрузива наблюдается определенное пространственное распределение этих разновидностей. Первая из них, пользующаяся наиболее широким распространением, составляет широтную осевую полосу интрузива.

Значительно распространенные мелкозернистые габбро, отдельными полосами невыдержанной мощности, простираются по северной и южной периферии габбро-пироксенитов. Контакт между габбро-пироксенитами и мелкозернистыми габбро резкий.

Полосатые габбро, имеющие небольшое развитие, приурочены к северо-восточной и юго-западной перифериям интрузива. В них направление полосчатости параллельно соседним контактам. В. Н. Котляр [3] рассматривает полосчатость габбро как следствие тех сдавливающих напряжений, которые имели место во время кристаллизации магмы.

Шаровые габбро, в виде небольшой полосы (мощностью 15—17 м) слагают северо-восточную часть интрузива. Они прорывают крупнокристаллические габбро-пироксениты, а все эти разновидности пересекаются жилой мелкозернистых габбро. Это обстоятельство позволило В. Н. Котляру предполагать, что в связи с имевшими неоднократными тектоническими подвижками, вторжение основной магмы было пульсирующим. Шаровые габбро представлены темносерыми породами с отчетливо выделяющимися овоидами, заключенными в мелкозернистой основной массе. Мелкозернистая, довольно равномерно-зернистая масса является как бы цементирующим материалом овоидов шарообразной формы, причем последние занимают много больший объем, чем промежуточная мелкозернистая масса. Размер овоидов колеблется в широких пределах от 1,5 до 20 см. Их средние размеры составляют 3—4 см. Если исключить темноцветное ядро, то овоиды состоят из двух темноцветных и двух светлых концентрических зон, мощность которых с центра к периферии заметно уменьшается. Нередко последние две концентрические зоны отсутствуют. Отмечаются также овоиды, почти целиком состоящие либо из плагиоклаза, либо из темноцветных минералов.

Таким образом, овоиды характеризуются чередующимися концентрическими разноцветными зонами, в которых минералы имеют радиально-лучистое сложение. Они имеют сложную концентрически-сфероидальную структуру.

Разноцветные зоны образуются вследствие преобладания в них то темноцветных минералов (пироксена и роговой обманки), то плагиоклаза.

В минералогическом составе овоидов принимают участие следующие компоненты: плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка, небольшое количество биотита, магнетита и вторичных образований.

Плагиоклаз в среднем составляет около 65% поверхности шлифа. Многочисленные измерения по методам Е. С. Федорова и А. Н. Заварицкого показали, что плагиоклаз относится к битовнику. Ниже приводится результат измерения шлифа № 654

По методу Е. С. Федорова:

$$\begin{array}{l} \text{p(D)} \begin{cases} \text{Ng} = 46^\circ \\ \text{Nm} = 63^\circ \\ \text{Np} = 54^\circ \end{cases} \quad \text{№ 74} \end{array}$$

По методу А. Н. Заварицкого:

$$\begin{array}{l} A \parallel \text{Ng} \\ \varphi = 18^\circ \quad \text{№ 73} \\ \lambda p = 64^\circ \end{array}$$

Большей частью плагиоклаз образует удлиненные, в двух концах суживающиеся линзообразные кристаллы длиной до 4—6 мм. Они



имеют радиально-лучистое расположение (фиг. 1) и не доходят до непосредственного ядра овоидов. В ядре иногда отмечаются более мелкие призматические и таблитчатые зерна плагиоклаза, также имеющие радиальную вытянутость. Помимо полисинтетических двойников по альбитовому закону, нередко также комбинированные двойники по альбитовому и периклиновому законам одновременно. У удлиненных крупных кристаллов полисинтетические двойники расположены почти перпендикулярно к удлинению.

По описанию В. Н. Котляра [3] они располагаются под углом, близким к  $45^\circ$  к удлинению кристаллов. В основном плагиоклаз и пироксен обладают одинаковой степенью идиоморфизма, реже первый несколько идиоморфен по отношению ко второму.



Фиг. 1. Николы скрещены. Увелич. 16.

*Моноклинный пироксен* составляет около 33% всей площади шлифа.

$$2v = (+) 62^\circ; \quad Ng - Np = 0,026; \quad C : Ng = 52^\circ.$$

В ядре овоидов он представлен крупными зернами неправильной формы, размером 4,6 мм. Нередко прорастается тонкими иголочками рудного минерала и пойкилитовыми вростками плагиоклаза, количество которых от периферии к центру овоидов заметно увеличивается. Пироксен в средних зонах образует радиально-расположенные, выклинивающиеся к периферии овоидов кристаллы величиной до 8 мм. Иногда в интерстициях плагиоклаза наблюдаются плотно прилегающие мелкие изометричные зерна пироксена, которые образуют к центру овоидов перпендикулярно расположенные отдельные ряды.

*Роговая обманка* присутствует в небольшом количестве. Она также обладает радиальной вытянутостью и ксеноморфна по отношению к пироксену и плагиоклазу. Роговая обманка может быть охарактеризована следующими оптическими свойствами:

$$C : Ng = 18^\circ; \quad Ng - Np = 0,019.$$

Характер плеохроизма:

- по Ng — зеленый, бледнозеленовато-синий,
- по Nm — зеленовато-желтый,
- по Np — бледножелтоватый.

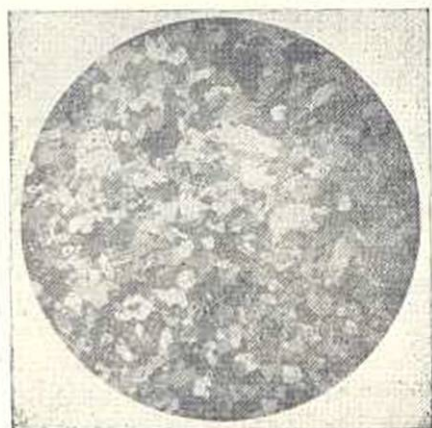
Схема абсорбции обычна:  $Ng > Nm > Np$ .

*Биотит* присутствует в ничтожном количестве, в виде неправильных зерен, достигающих десятых долей миллиметра. Угасание прямое, двупреломление  $Ng - Np = 0,036$ , плеохроизм резкий:

по Ng, Nm — коричневый,  
по Nr — светлорыжий.

Схема абсорбции:  $Ng = Nm > Nr$ .

Цемент шаровых габбро представляет собой мелкозернистую, равномернозернистую меланократовую массу. Минералогический состав представлен теми же компонентами. Однако иногда роговая обманка и биотит отсутствуют. Плагиноклаз и пироксен в отличие от таковых ооидов обладают правильными кристаллографическими очертаниями. Структура цемента типично габбровая (фиг. 2). Плагиноклаз —



Фиг. 2. Николи скрещены. Увелич. 16.

присутствует в виде отчетливо очерченных короткопризматических и таблитчатых кристаллов, диаметром 0,3—0,4 мм, составляя в среднем 60% всей массы цемента. От плагиноклаза ооидов он отличается меньшей основностью и правильными контурами ограничения. Измерение шифа № 654 показало:

по методу Е. С. Федорова:

$$p(D) \begin{cases} Ng = 47^\circ \\ Nm = 53^\circ \\ Nr = 67^\circ \end{cases} \quad \text{№ 66.}$$

по методу А. Н. Заварицкого:

$$\begin{aligned} A \parallel Ng \\ \varphi = 16^\circ \quad \text{№ 63} \\ \lambda p = 58^\circ \end{aligned}$$

*Моноклинный пироксен* присутствует в количестве от 35 до 40%.

$$2v = (+) 56^\circ; \quad C: Ng = 47^\circ; \quad Ng - Nr = 0,024 \text{ (авгит).}$$

Он представлен изометричными и короткопризматическими кристаллами, достигающими 0,3—0,4 мм в диаметре. Трещины спайности по призме выражены четко. Иногда отмечаются двойникованные кристаллы. Редко прорастается пойкилитовыми вростками плагиноклаза.

Для химической характеристики шаровых габбро в табл. 1 приводятся результаты анализов, как шаровых габбро (№ 3), так и габбро-пироксенитов (№ 1) и среднезернистых габбро (№ 2). В табл. 2 приводятся соответственно-вычисленные числовые характеристики по А. Н. Заварицкому.

Анализ № 1 произведен А. А. Петросян, № 3 — С. А. Дехтрикян, а № 2, произведенный М. Селютиной, заимствуем у В. Н. Котляра.

Все эти породы принадлежат к нормальному ряду (в понимании Заварицкого). Они характеризуются малым, по сравнению с аналогичными породами среднего состава, содержанием щелочей. Породы



Таблица 1

| № об-<br>р. п. | Название пород     | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | mm   | H <sub>2</sub> O |
|----------------|--------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|------|------------------|
| 279            | Габбро-пироксенит  | 44,46            | 0,28             | 14,06                          | 5,80                           | 7,76 | 0,09 | 12,72 | 11,83 | 0,45              | 0,59             | 2,42 | 0,14             |
| 3096           | Среднезерн. габбро | 46,05            | 1,01             | 11,75                          | 5,42                           | 7,81 | 0,10 | 10,75 | 14,09 | 0,36              | 0,43             | 0,17 | 1,37             |
| 654            | Шаровое габбро     | 48,24            | 0,27             | 18,30                          | 6,09                           | 3,13 | 0,05 | 7,22  | 16,77 | 0,35              | 0,11             | 0,41 | —                |

Таблица 2

| a   | c    | b    | S    | f'   | m'   | c'   | n  |
|-----|------|------|------|------|------|------|----|
| 1,7 | 8,3  | 39,5 | 50,5 | 31   | 54   | 15   | 54 |
| 2,6 | 5,0  | 41,0 | 51,4 | 29,6 | 44,4 | 26,0 | 76 |
| 1,0 | 12,2 | 29,9 | 56,9 | 28,0 | 42,4 | 29,8 | 83 |

№№ 1 и 2 по числовым характеристикам можно отнести к промежуточным типам между пироксенитами и габбро. Однако они от последнего отличаются низким содержанием глинозема и высоким содержанием извести и закиси железа.

Шаровые габбро (№ 3) характеризуются сравнительно большим содержанием кремнезема, глинозема и значительно меньшим содержанием щелочей. Относительное содержание щелочей у них почти в восемь раз меньше, чем у габбросреднего состава. Шаровые габбро по числовым характеристикам А. Н. Заварицкого близко стоят к авгитам Исполиновых и Изерских гор Чешско-Силезской вулканической дуги.

Как известно, происхождение шаровых габбро пока не разъяснено и относится к трудно разрешимым вопросам петрогенезиса. Некоторыми исследователями были предложены различные объяснения образования этих пород.

Согласно Ф. Ю. Левинсон-Лессингу [4, 5] шаровая структура получается за счет ксенолитов, причем ксенолитами могут быть либо обломки посторонних пород, либо обломки пород более ранней порции той же магмы, уже застывшей и разломанной новой порцией этой магмы. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отметил, что в последнем случае количественно-минералогический состав центральных ядер шара и промежуточной между шарами массы тождественны.

Седегорльм [6], изучая шаровые текстуры гранитов и рапакивы Финляндии, пришел к выводу, что сферонды возникают при кристаллизации вязкой магмы вследствие последовательного выделения минералов вокруг центра ядер.

По мнению Эсколя [7] сферонды возникают из материнской магмы благодаря диффузии и конкреционной кристаллизации.

По данным В. Н. Котляра [2], Белянкин и Петров происхождение шаровых текстур гранитов Финляндии (Кангаснеми) объясняют усиленными контактными явлениями с регенерацией гранита под влия-

нием газовых эманаций при неодинаковой плавкости разных элементов гранита.

Белянкин и Петров констатировали для шаровых гранитов Финляндии близость состава ядра овоидов и промежуточной массы.

В. Н. Котляр [2, 3], изучавший шаровые габбро рассматриваемого нами Лермонтовского (Воскресенского) интрузива, происхождение концентрических зон овоидов объясняет не только влиянием газовых эманаций, но также и конкреционной кристаллизацией.

Внедрение основных магм происходило здесь в течение более или менее длительного времени, на что указывает взаимные отношения отдельных разновидностей пород Лермонтовского интрузива. Близкий петрографический и химический состав последовательно внедрившихся основных пород, позволяет предполагать, что шаровые габбро генетически связаны с материнской магмой. Одинаковый петрографический состав овоидов и промежуточной между овоидами массы говорит о том, что они образовались из одной и той же порции магмы.

В рассматриваемом нами случае шаровая текстура габбро обусловлена, вероятно, уменьшением объема внедрившейся порции магмы при ее остывании.

Поскольку уменьшение объема является очевидным фактом и выражается расчленением массива на отдельные блоки большей или меньшей величины по всему его объему, а процесс остывания подчиняется обычным энергетическим законам, то эти блоки в зависимости от механических (тектонических) условий среды остывания, вязкости и состава расплава должны иметь более или менее определенные геометрические формы. Согласно принципу минимума энергии в затвердевающих гомогенных массах образуются такие системы блоков (отдельностей), которые при минимальной поверхности блока вмещают максимальный объем вещества.

Как известно, такими экономными геометрическими формами являются сфера и гексагональная призма. Для излившихся и гипабиссальных пород характерна во многих случаях гексагональная отдельность особенно в тех местах, где максимальная мощность потока лавы. Многочисленные примеры этому дают лавовые потоки в древних речных долинах и иногда туфы игнибритового типа.

В рассматриваемом нами случае шаровых габбро мы имеем дело с наиболее экономной сфероидальной формой отдельностей, что в отличие от гексагональной отдельности, характерной чаще для излившихся пород, затвердевающих в условиях гидростатического равновесия, может объясняться, при прочих равных условиях, наложением на процесс затвердевания вязкого расплава, направленных тектонических сил. Повидимому, в образовании концентрических разноцветных зон значительную роль играла фракционная дифференциация, происходившая в описанных сфероидах.

Ереванский государственный университет  
им. В. М. Молотова

Поступило 27 XII 1954



## Ս. Ի. Բալասանյան

## ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԳԵՋԱԼԻԻ ԼԵՈՆԱՇՆԹԱՅԻ ԳՆԴԱՅԻՆ ԳԱՐՐՐՈՆԵՐԸ

## Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հայաստանի կենտրոնական մասում, Գեջալիի լեռնաշղթայի հարավ-արևմտյան լանջի ստորոտում մերկանում է հիմքային կազմի մի փոքր խարուզի, որի հետ կապված են բնության մեջ հազվագյուտ հանգիստ գնդային գարրոնները: Այդ խարուզիայի կառուցվածքում, բացի գնդային գարրոններից, մասնակցում են նաև խոշորահատիկ գարրո-պիրոքսենիտներ և մանրահատիկ գարրոններ, որոնք բնորոշվում են կտրուկ փոխանցումներով և խարուզիայի ներսում օրինաչափ տարածական տեղաբաշխումով: Նշված տարրերակների փոխարարերություն հիման վրա հաստատված է, որ նրանք առաջացել են որոշ հաջորդականությունամբ և օժտված են քիմիական մոտիկ առանձնահատկություներով:

Գնդային գարրոնները իրենցից ներկայացնում են մուգ-մոխրագույն ազարներ՝ գնդերի ցախուն անջատումներով: Գնդերի ներքին կառուցվածքը բնորոշվում է նրանով, որ ապար կազմող միներալներն ունեն առհալ-հասարակային դասավորություն: Գնդերը և միջանկյալ մանրահատիկ մասսան ունեն միատեսակ միներոլոգիական կազմ, ընդ որում երկու տեղերում էլ գերակշռող են հանդիսանում մոնոկլինային պիրոքսենը և հիմքային պլագիոկլազը:

Գնդային գարրոնների ծաղումը գեոլոգի պարզարանված չէ և պետք է գնդերի գծավորվածքի հարցերից է: Այդ ապարների առաջացման վերաբերյալ մի շարք դիտնականներ տվել են տարբեր մեկնաբանություններ: Ուսումնասիրելով քննարկվող գնդային գարրոնները, հեղինակը հանգում է հետևյալ ենթադրություններին՝

1. Գնդային գարրոնները առաջացել են այն մայր մագմայից, որից առաջացել են նաև մյուս հիմքային ապարների տարրերակները:

2. Գնդային ձևերն առաջացել են հիպոթետատիկ ճնշման պայմաններում՝ մածուցիկ մագմայի ծավալի կրճատման հետևանքով, որպես ամենախնայատու երկրաչափական ձևեր:

3. Գնդերի ներքին կառուցվածքի առաջացման մեջ զգալի դեր է խաղացել նաև ֆրակցիոն դիֆերենցիացիան:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багдасарян Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Армянской ССР, 1950.
2. Котлярь В. Н. О шаровых габбро у с. Воскресенска Армянской ССР, ДАН СССР, том XLIX, № 9, 1945.
3. Котлярь В. Н. Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1945.
4. Ленинсон-Лессинг Ф. Ю. и Воробьева О. А. К вопросу о шаровых структурах изверженных пород. ДАН, 1929.
5. Ленинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Гос. изд., геол. лит. Изд. 5, 1940.
6. Sederholm I. I. Bull. de la commission Geol. de Finlande, № 88, 1928.
7. Escola Pentti. The Journ. of Geol., V, XLVI, № 3, 1938.